DIE HALBTÄGIGE OSZILLATION DES LUFTDRUCKS ÜBER DEN TROPISCHEN OZEANEN

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER

HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT
DER UNIVERSITÄT MARBURG

ACAD.
LUGD BAT.
BIBL.

VORGELEGT

VON

PAUL HENCKELL
AUS HAMBURG

MARBURG 1912

GEDRUCKT IN DER KÖNIGLICHEN HOFBUCHDRUCKEREI VON E. S. MITTLER & SOHN
BERLIN SW 68, KOCHSTRASSE 68—71

Angenommen von der philosophischen Fakultät
am 4. Juni 1912.
Berichterstatter: Geheimer Regierungsrat Professor Dr. O. Krümmel.

Diese Abhandlung erscheint gleichfalls in den „Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie", Band XL, Jahrgang 1912.

Meinen Eltern

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554030_0048

Die halbtägige Oszillation des Luftdruckes ist eine der eigenartigsten Erscheinungen der Meteorologie. Während die Erklärung für die ganztägige Periode der meteorologischen Elemente leicht in dem täglichen Gange der Sonne zu finden ist, reicht diese für die halbtägige Periode des Luftdrucks nicht ohne weiteres aus. Daher ist diese Erscheinung von besonderem wissenschaftlichen Interesse.

Durch zahlreiche Arbeiten sind die Eigenschaften der halbtägigen Barometerschwankung festgestellt[1]). Ehe auf den Zweck der vorliegenden Arbeit eingegangen werden kann, müssen die hier in Betracht kommenden wichtigsten Tatsachen kurz geschildert werden.

Der Luftdruck hat danach in der Nähe des Äquators innerhalb 24 Stunden 2 Maxima (gegen 10^h V und abends) und 2 Minima (gegen 4^h V und N). Das Morgenmaximum ist höher als das abendliche, das Nachmittagsminimum tiefer als das nächtliche. Die Schwankung ist also am Tage kräftiger als nachts, die tägliche Doppelwelle des Luftdrucks ist unsymmetrisch. Diese Unsymmetrie ist besonders kräftig auf dem Lande, schwächer auf dem offenen Ozean. In höheren Breiten wird die halbtägige Luftdruckschwankung meistens durch periodische und unperiodische Änderungen anderer Art verdeckt und kann erst durch Berechnung (mit Hilfe der harmonischen Analyse) erkannt werden. Die Amplitude der doppelten täglichen Oszillation ist am Äquator am größten und nimmt mit wachsender Breite erst langsam, dann ziemlich schnell ab. In den Tropen überwiegt die halbtägige Schwankung bei weitem die ganztägige, so daß Barographen klare Doppelwellen aufzeichnen. Dabei geht die halbtägige Schwankung unbekümmert um atmosphärische Störungen stets mit derselben Regelmäßigkeit vor sich und erinnert so an die Gesetzmäßigkeit kosmischer Erscheinungen. Die Eintrittszeiten der Maxima und Minima, die sog. Wendestunden, sind auch für Orte in ganz verschiedenen Lagen fast stets dieselben. In höheren Breiten scheinen die Maxima und Minima sich etwas zu verspäten.

Zur Bestimmung der Amplitude[2]) genügt auf keinen Fall die Tagesschwankung, da die Doppelwelle unsymmetrisch ist. Die Größe der Schwankung ist vielmehr gegeben durch das Mittel aus der Tages- und Nachtamplitude oder noch besser durch das Mittel aus den Abweichungen der stündlichen Ablesungen vom Tagesmittel ohne Rücksicht auf das Vorzeichen. Damit wird auf den Flächeninhalt der ganzen Kurve Rücksicht genommen.

Die Größe der Schwankung ist an einem Punkt der Erdoberfläche nicht während des ganzen Jahres dieselbe. Sie hat im Laufe eines Jahres 2 Maxima (März und Oktober) und 2 Minima (Januar und Juli), erstere also zur Zeit der Aquinoktien, letztere zur Zeit der Solstitien. Die halbtägige Schwankung des Luftdrucks ist im Perihel größer als im Aphel. So ist auch das Märzmaximum größer als das im Oktober gelegene, das Juliminimum tiefer als das im Januar gelegene. Daraus folgt: die Größe der halbtägigen Barometerschwankung richtet sich nicht nach den irdischen Jahreszeiten, sondern nur nach der Stellung der Erde zur Sonne.

Es gehört nicht in den Rahmen dieser Arbeit, die zahlreichen Theorien, die zur Erklärung der halbtägigen Barometerschwankung aufgestellt sind, zu

---

[1]) Zusammenfassung bei Hann: Lehrbuch der Meteorologie. 2. Aufl. Leipzig 1906. S. 138ff. Eine gute Übersicht gibt das kleine Werk von Hann: Ebbe und Flut im Luftmeer der Erde. Hermann Paetel, Berlin 1894.

[2]) Amplitude ist der halbe Abstand zwischen Wellenberg und -tal.

schildern und zum Teil zurückzuweisen[1]). Die meisten haben den Fehler, daß sie nur bestimmten örtlichen Verhältnissen Rechnung tragen und den universellen Charakter der Erscheinung nicht berücksichtigen. Ein Erklärungsversuch muß vor allen Dingen folgende beiden Tatsachen im Auge behalten: die Schwankung erfolgt nachts sowohl wie am Tage; sie erfolgt über den Ozeanen mit derselben Regelmäßigkeit wie auf dem Lande und mit einer fast ebenso großen Amplitude. In seinem Lehrbuch der Meteorologie sagt Hann: »Es ist wohl zu beachten, daß die Art des Auftretens der letzteren (d. h. der halbtägigen Barometerschwankung) über dem Ozean vor allem maßgebend sein muß für alle Erklärungsversuche. Der Große Ozean allein nimmt unter 10° N-Br. fast die Hälfte des Erdumfanges ein (etwa 140 Längengrade), und gerade über dem Ozean (und weiten Flachländern) tritt die Erscheinung der doppelten Barometerschwankung am regelmäßigsten auf.«

Will man den täglichen Temperaturgang, der nur eine ganz kleine halbtägige Schwankung aufweist, zur Erklärung heranziehen, so kommt wohl nur die periodische Erwärmung der oberen Luftschichten in Betracht. Tatsächlich ist durch Berechnungen nachgewiesen, daß die natürliche Periode der Oszillation der Erdatmosphäre als Ganzes nahezu eine halbtägige ist, so daß die entsprechende Luftdruckschwankung keine theoretischen Bedenken hat.

I. Die geographische Verteilung der Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung.

Hinsichtlich der geographischen Verteilung der Größe der halbtägigen Luftdruckschwankung zeigen sich eigentümliche Tatsachen. Die Amplitude erfährt z. B. eine Steigerung nach dem Golf von Bengalen. Herr Professor Krümmel machte mich darauf aufmerksam, daß die Amplitude in dieser Hinsicht eine gewisse Übereinstimmung mit der Horizontalintensität des Erdmagnetismus zeigt, die auch im Golf von Bengalen groß ist, und daß ferner beide Größen mit zunehmender Breite kleiner würden. Ich wurde so angeregt, erst einmal die geographische Verteilung der Amplitude festzustellen und gegebenenfalls eine Übereinstimmung mit der Horizontalintensität nachzuweisen.

Die halbtägige Schwankung des Luftdrucks erfolgt am kräftigsten in niederen Breiten und in ihrer reinsten Form über den Ozeanen. An Küsten und Inseln zeigen sich Abweichungen. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich deshalb auf die Ozeane zwischen 20° N-Br. und 20° S-Br. Das Material lieferten Schiffsjournale, die die Deutsche Seewarte in Hamburg bereitwilligst zur Verfügung stellte.

Auf den Schiffen wird der Barometerstand 6mal innerhalb 24 Stunden in 4stündigen Intervallen abgelesen (4 V, 8 V, Mittag, 4 N, 8 N, Mitternacht). Eine solche Beobachtungsreihe zeigt in den Tropen bereits deutlich die doppelte Schwankung des Luftdrucks innerhalb 24 Stunden: die Barometerstände um 4^h (V und N) sind niedrig, die um 8^h und 12^h höher. Aus sechs derartigen äquidistanten Ablesungen kann man die Amplitude der Schwankung und die Eintrittszeiten der Maxima und Minima mit Hilfe der harmonischen Analyse berechnen[2]). Unter Amplitude ist hier immer das Mittel aus Tag- und Nachtamplitude zu verstehen.

Um das Material, aus dem die geographische Verteilung der Amplitude abgeleitet werden sollte, von vornherein ordnen zu können, wurden die Ozeane zwischen 20° N-Br. und 20° S-Br. in 5°-Felder eingeteilt. Nun wäre das Ende der Materialsammlung nicht abzusehen gewesen, wenn sämtliche zur Verfügung stehenden Journale benutzt worden wären. Es mußte daher notwendigerweise eine Beschränkung eintreten. So wurde die Arbeit für ein 5°-Feld als abgeschlossen betrachtet, sobald 15 Beobachtungstage vorlagen (15 Reihen von

[1]) Vgl. die zitierten Werke von Hann.

[2]) Hann: Lehrb. d. Met. 2. Aufl. S. 565 ff. Ein bequemes Rechenschema gibt Fritsche, H.: Die mittlere Temperatur der Luft im Meeresniveau, dargestellt als Funktion der geogr. Länge, Breite und Jahreszeit. Riga 1909. S. 137 ff.

je 6 äquidistanten Ablesungen). Jede einzelne Ablesung wurde auf 0° reduziert. Korrektionen irgendwelcher Art wurden nicht angebracht, da sie alle 6 Ablesungen gleichmäßig betrafen und infolgedessen keinen Einfluß auf die Natur der Schwankung haben konnten. Aus den Barometerständen um 4^h V wurde dann das Mittel gebildet, ebenso aus denen um 8^h usw. So ergibt sich eine Reihe von 6 Barometerständen, die den mittleren Verlauf des Luftdrucks an einem Tage darstellt. Daraus läßt sich die Amplitude der Schwankung und die Eintrittszeit des Maximums leicht berechnen.

Das Verfahren, sich auf 15 Tage zu beschränken, hat einerseits seine Berechtigung. In der Nähe des Äquators erfolgt nämlich die halbtägige Schwankung des Luftdrucks mit größter Regelmäßigkeit, so daß schon kurze Beobachtungsreihen zur Berechnung genügen. Andererseits sind bedeutende Nachteile nicht zu verkennen. Zunächst sind Barometerablesungen auf einem Schiffe schwieriger als auf dem festen Land. Eine Anzahl von schlechten Ablesungen kann aber die Brauchbarkeit des Rechenergebnisses in Frage ziehen, zumal es sich um eine kleine Schwankung handelt. Es kommt aber noch hinzu, daß bei der Zusammenstellung des Materials zunächst keine Rücksicht darauf genommen ist, aus welchem Monat die Ablesungen stammen. Da die Amplitude aber am Äquator Änderungen bis 0.2 mm innerhalb eines Jahres erleidet (März—Juli), so können zwischen benachbarten Feldern leicht bedeutende Unterschiede entstehen. Eine weitere Unsicherheit liegt darin, daß ein Schiff im Laufe von 24 Stunden fortgesetzt seine Position verändert, während die Theorie verlangt, daß die sechs Ablesungen an einem Punkt der Erdoberfläche gemacht sind. Diese Positionsänderungen sind in der Kalmenzone manchmal sehr gering. Diese Tatsachen müssen bei der Diskussion der Karte der geographischen Verteilung der Amplitude stets im Auge behalten werden.

Zunächst können aber die gesammelten Beobachtungen benutzt werden, um überhaupt erst einmal die Natur der halbtägigen Luftdruckschwankung über den tropischen Ozeanen zu untersuchen. Jeder Ozean ist durch ein bestimmtes Gebiet vertreten. Diese Gebiete sind so gewählt, daß sie innerhalb viel befahrener Schiffahrtswege möglichst auf dem offenen Ozean liegen. Ein Mangel an Material lag deshalb nicht vor.

Im Atlantischen Ozean wurden für das 10°-Feld 0° bis 10° N-Br., 20° bis 30° W-Lg. (internationales Feld 3) aus den Jahren 1891 bis 1908 im ganzen 4159 Tage benutzt, deren weitere Bedeutung erst im 2. Teil dieser Arbeit beschrieben werden kann. Aus sämtlichen Ablesungen wurden die Mittel der Barometerstände um 4^h V, 8^h V usw. berechnet. Diese Mittel lassen die Schwankungen des Luftdrucks innerhalb 24 Stunden deutlich erkennen. Denselben Dienst leisten die Abweichungen der Barometerstände der einzelnen Stunden vom Tagesmittel. Das Mittel dieser Abweichungen ohne Rücksicht auf das Vorzeichen gibt ein Maß für die Größe der Schwankung. Für den Indischen Ozean wurde die mittlere Schwankung im 10°-Feld 0° bis 10° N-Br., 80° bis 90° O-Lg. aus 74 Tagen, für den Pazifischen Ozean im Feld 0° bis 10° N-Br., 100° bis 120° W-Lg. aus 128 Tagen berechnet. Die Ergebnisse finden sich in folgender Tabelle:

	Abweichungen vom Mittel in mm										
	4 V	8 V	Mittag	4 N	8 N	Mitternacht	Mittel der Abw.	Amplitude	Gesamtschwankung	Eintrittszeit des Maxim.	Anz. der Tage
Atlantisch. Ozean 0° bis 10°N, 20° « 30°W	−0.71	+.58	+.30	−.90	+.29	+.43	0.535	0.8044	1.6088	$9^h\ 54^{min}$	4159
Indischer Ozean 0° bis 10°N, 80° « 90°O	−.80	+.83	+.44	−1.17	+.22	+.50	0.66	0.9889	1.9778	$9^h\ 56^{min}$	74
Pazifischer Ozean 0° bis 10°N, 100° « 120°W	−.74	+.93	+.29	−1.14	+.28	+.37	0.625	0.9516	1.9032	$9^h\ 41^{min}$	128

Aus den Abweichungen der Barometerstände der einzelnen Stunden vom Tagesmittel ergaben sich die in den folgenden Fig. 1, 2 und 3 wiedergegebenen Luftdruckkurven für den Tag.

Aus der Tabelle und den Kurven ergibt sich folgendes: Die Maxima des Luftdrucks liegen gegen 10^h (V und N), die Minima gegen 4^h (V und N). Das Morgenmaximum ist kräftiger als das abendliche, das Nachmittagsminimum tiefer als das nächtliche. Die Doppelwelle des Luftdrucks ist also auch über den Ozeanen unsymmetrisch, indem die Tagesschwankung größer als die nächtliche ist. Diese Ergebnisse bestätigen Bekanntes. Damit beweisen sie die Brauchbarkeit der vorliegenden Schiffsbeobachtungen, was für die folgenden Schlüsse von Wichtigkeit ist.

Fig. 1.

Äquatorialer Atlantischer Ozean.

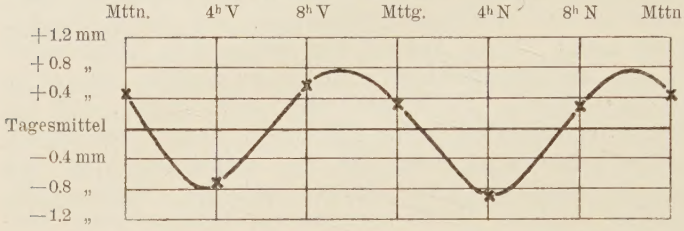


Fig. 2.

Äquatorialer Indischer Ozean.

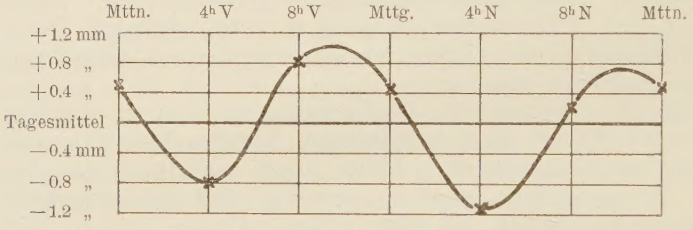
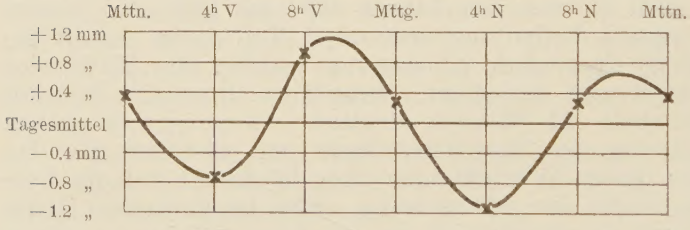


Fig. 3.

Äquatorialer Pazifischer Ozean.



Um die geographische Verteilung der Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung festzustellen, wurde, wie schon erwähnt, versucht, für jedes 5°-Feld der tropischen Ozeane mindestens 15 Tage aus den Tagebüchern auszuziehen. Das gelang für manche stark besuchte Felder sehr leicht. Hier konnte sogar eine Sichtung des reichlichen Materials vorgenommen werden, indem alle Beobachtungen, die aus irgendwelchem Grunde nicht ganz einwandfrei erschienen, einfach fortgelassen wurden. In wenig befahrenen Gebieten mußte das geringe vorhandene Material benutzt werden und hat vielleicht nicht immer die brauchbarsten Ergebnisse geliefert. Für manche Felder konnten überhaupt keine Beobachtungen gefunden werden.

Die einigen Tagebüchern beiliegenden Barographenkurven zeigen in den Tropen schöne Doppelwellen und verleiten daher dazu, die Amplitude durch Ausmessen der Abstände von Wellenberg und -tal zu bestimmen. Man muß aber berücksichtigen, daß die auf Schiffen verwendeten Barographen Massenartikel und keine Präzisionsinstrumente sind. Einem Zeigerausschlag von bestimmter Größe entspricht also nicht notwendig eine tatsächliche Luftdruckänderung von derselben Größe. Wollte man die wirkliche Amplitude aus der Kurve ermitteln, so müßte man die Korrektionen des Apparates für jeden Barometerstand genau kennen. Derartige Korrektionen waren aber nicht angegeben, so daß auf die Ausmessung der Kurven verzichtet wurde.

Das benutzte Material stammt aus folgenden Jahrgängen:

Atlantischer Ozean:	Segler	1906 bis 1910.
	Dampfer	1909 und 1910.
Indischer Ozean:	Segler	1902 bis 1910.
	Dampfer	1907 bis 1910.

Pazifischer Ozean: Segler 1900 bis 1910.
Dampfer 1909 und 1910.
Kriegsschiffe für den zentralen Teil.

Die geographische Verteilung der Größe der Gesamtschwankung ist aus der beigegebenen Karte (Tafel 1) zu ersehen.

Buchan[1]) hat schon einmal versucht, die geographische Verteilung der Größe der Gesamtschwankung festzustellen. Nach den von ihm berechneten Werten ist die Karte in Berghaus' physikalischem Atlas hergestellt (Nr. 32. Nebenkarte). Ein Vergleich mit der in der vorliegenden Arbeit gegebenen zeigt sofort, daß Buchan bedeutend größere Werte angibt. Das liegt daran, daß er nur die Tagesamplitude berechnet hat, die ja größer ist als die nächtliche. Für die vorliegende Karte wurde die Amplitude aber mit Hilfe der harmonischen Analyse aus den Tages- und Nachtbeobachtungen berechnet. Es handelt sich hier also um das Mittel der Schwankung am Tage und in der Nacht, das natürlich kleiner ausfällt.

Bedenkt man, was auf S. 3 über die zu erwartende Genauigkeit der Ergebnisse vorausgeschickt wurde, so darf man von dieser Karte nicht allzuviel erwarten. Bei der Diskussion darf man nicht die einzelnen 5°-Felder ins Auge fassen, sondern muß größere Gebiete zusammenfassen.

Atlantischer Ozean. Die Gesamtschwankung ist durchweg klein. Die größeren Werte (bis 1.9 mm) halten sich im allgemeinen zwischen 10° N-Br. und 10° S-Br., also in der Nähe des Äquators. Jenseits von 10° Br. finden sich sowohl im Norden wie im Süden kleinere Werte. Die kleinsten Werte (1.3 mm) weist der südliche Atlantische Ozean auf.

Indischer Ozean. Die Schwankung ist hier durchweg größer. Nach dem Golf von Bengalen zu findet sich das Maximum von über 2 mm. Jenseits von 10° S-Br. nimmt die Größe der Schwankung ab. Diese Abnahme zeigt sich besonders im Südosten des in Frage kommenden Gebietes. Im Südwesten ist die Anzahl der Beobachtungen leider zu gering, als daß sich etwas Bestimmtes aussagen ließe.

Pazifischer Ozean. Der Pazifische Ozean hatte am meisten an Materialmangel zu leiden. Manche Felder weisen gar keine Beobachtungen auf, für andere mußten die Tagebücher von Kriegsschiffen benutzt werden. Reichlich flossen die Beobachtungen für den östlichen Pazifischen Ozean, der den Schiffahrtsweg von Süd- nach Nordamerika enthält. Hier ergaben sich ziemlich große Werte der Gesamtschwankung (bis zu 2 mm und mehr). Auch für den zentralen Pazifischen Ozean ergeben die wenigen Beobachtungstage Werte bis 2 mm, so daß das allgemeine Ergebnis lauten muß: Im Pazifischen Ozean ist die halbtägige Schwankung des Luftdrucks ziemlich groß.

Vergleich mit der geographischen Verteilung der Horizontalintensität des Erdmagnetismus.

Einleitend war bereits erwähnt, daß die Amplitude der halbtägigen Oszillation des Luftdrucks in ihrer geographischen Verteilung auf eine gewisse Übereinstimmung mit der Horizontalintensität des Erdmagnetismus hinwies. Aus früheren Arbeiten ist bekannt, daß die Amplitude mit wachsender Breite abnimmt. Dieselbe Eigenschaft hat die Horizontalintensität des Erdmagnetismus. So ergibt sich zunächst eine wichtige Tatsache:

Sowohl die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung wie die Horizontalintensität des Erdmagnetismus haben in der Nähe des Äquators die größten Werte und nehmen mit wachsender Breite ab.

Eine gewisse Übereinstimmung ergibt sich aber auch für verschiedene Gebiete in der Nähe des Äquators, in der Zone zwischen 20° N-Br. und 20° S-Br.

Die geographische Verteilung der Horizontalintensität für 1885 gibt die Karte in Berghaus' physikalischem Atlas (Horizontalintensität in CGS-Einheiten), für 1905 eine vom Reichs-Marine-Amt in Berlin herausgegebene Karte,[2]) auf der

[1]) Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Vol. 27, p. 397.
[2]) Vertrieb durch Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), Berlin.

die Werte der Horizontalintensität in Gaußschen Einheiten gegeben sind. (1 Gaußsche Einheit = 10 CGS-Einheiten.) Die Zahlenwerte der 2. Karte sind also gerade 10mal so groß wie die entsprechenden der 1. Karte. Zwischen den Karten für 1885 und 1905 zeigen sich übrigens nur geringe Unterschiede, da die Horizontalintensität sich im Laufe weniger Jahre nur wenig ändert.

Ein Vergleich der Karte der Horizontalintensität mit der vorliegenden Karte der Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung ergibt für die Zone zwischen 20° N-Br. und 20° S-Br. folgendes:

Atlantischer Ozean. Beide Größen sind im Atlantischen Ozean verhältnismäßig klein. Eine weitere Übereinstimmung zeigt sich darin, daß die größeren Werte sich auf beiden Karten im allgemeinen in der Nähe des Äquators finden, während jenseits von 10° Br. beide Größen kleinere Werte aufweisen. Aus schon angeführten Gründen kann eine Übereinstimmung im einzelnen (etwa für entsprechende 5°-Felder) nicht verlangt werden. Die Werte der Horizontalintensität liegen für die betrachtete Zone nicht sehr weit auseinander, so daß es sich überhaupt nur um geringe Unterschiede handelt. In 20° N-Br. weist die Horizontalintensität den Wert 2.7 Gaußsche Einheiten auf, in 20° S-Br. aber nur 2.2 Gaußsche Einheiten. Tatsächlich zeigt die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung auch im südlichen Atlantischen Ozean die kleinsten Werte von 1.3 mm. Das ist der kleinste Wert, der auf den Ozeanen überhaupt in der in Betracht kommenden Zone gefunden wurde.

Indischer Ozean. Ein wesentlich anderes Bild zeigt sich im Indischen Ozean. Die Horizontalintensität und die Amplitude sind hier durchweg größer als im Atlantischen Ozean. Während erstere z. B. im Golf von Bengalen bis zu Werten von mehr als 3.8 Gaußschen Einheiten ansteigt, wächst die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung in demselben Gebiet über 2 mm. Nach dem südöstlichen Indischen Ozean zeigen beide Größen eine Abnahme. Über den südwestlichen Teil läßt sich nichts aussagen, da hier zur Berechnung der Luftdruckschwankung keine Beobachtungen vorlagen.

Pazifischer Ozean. Eine ähnliche Übereinstimmung ergibt sich für den Pazifischen Ozean. Die Horizontalintensität sinkt hier kaum unter 3 Gaußsche Einheiten und beträgt in der Nähe des Äquators 3.5 Gaußsche Einheiten und mehr. Die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung zeigt meistens Werte von 1.8 mm und darüber. Kleinere Werte kommen nur vereinzelt vor. Die größten Werte betragen wie im Indischen Ozean über 2 mm.

In einem Gebiet zeigen die Karten keine Übereinstimmung, was nicht übergangen werden soll. Während die Horizontalintensität über dem ostindischen Archipel mit 3.9 Gaußschen Einheiten überhaupt ihr Maximum aufweist, zeigt die Gesamtschwankung des Luftdrucks hier keine besonders großen Werte. Es muß aber darauf aufmerksam gemacht werden, daß man es hier nicht mehr mit dem offenen Ozean zu tun hat. Während die Positionsänderungen eines Schiffes für den offenen Ozean nicht sehr ins Gewicht fallen, da der Gang des Barometers hier ein so überaus regelmäßiger ist, muß man bedenken, daß in einem Archipel, wie es der ostindische ist, ein Schiff innerhalb 24 Stunden manchen Inseln nahe kommt. An Küsten und auf Inseln zeigt der tägliche Barometergang aber Abweichungen gegenüber dem auf dem benachbarten offenen Ozean. Wie die Inseln die Barometerablesungen auf einem Schiff, das fortgesetzt seine Position ändert, beeinflussen, entzieht sich für diese Arbeit vollkommen der Beurteilung.

Übrigens kommt hier Buchans Karte in Berghaus' physikalischem Atlas zur Hilfe, die tatsächlich über dem ostindischen Archipel das Maximum der Gesamtschwankung aufweist. So ist folgender Schluß wohl berechtigt:

Außer der allgemeinen Tatsache, daß die Horizontalintensität des Erdmagnetismus und die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung mit wachsender Breite abnehmen, ergibt sich, daß beide Größen in ihrer geographischen Verteilung auf den tropischen Ozeanen gewisse Übereinstimmungen zeigen.

Diese Übereinstimmung soll auch noch zahlenmäßig nachgewiesen werden. Zum Vergleich greifen wir dieselben Gebiete heraus, in denen die Schwankung des Luftdrucks bereits näher untersucht war (vgl. S. 3). Es handelt sich um Teile des offenen Ozeans, in denen sich bedeutende Unterschiede in der Größe der Schwankung zeigen.

Im 10°-Feld 0° bis 10° N-Br., 20° bis 30° W-Lg. des Atlantischen Ozeans ist die halbtägige Schwankung durchschnittlich $S_A = 1.6088$ mm. Die Horizontalintensität des Erdmagnetismus ist nach der vom Reichs-Marine-Amt für 1905 herausgegebenen Karte in demselben Gebiet durchschnittlich etwa $H_A = 2.99$ Gaußschen Einheiten.

Im 10°-Feld 0° bis 10° N-Br., 80° bis 90° O-Lg. des Indischen Ozeans sind die entsprechenden Werte:

$S_J = 1.9778$ mm und $H_J = 3.74$ Gaußschen Einheiten.

Im Feld 0° bis 10° N-Br., 100° bis 120° W-Lg. des Pazifischen Ozeans ist

$S_P = 1.9032$ mm $H_P = 3.6$ Gaußschen Einheiten.

Vergleicht man die Werte im Atlantischen Ozean mit den entsprechenden Werten in den beiden anderen Ozeanen, so ergeben sich folgende Verhältnisse:

$$\frac{S_J}{S_A} = \frac{1.9778}{1.6088} = 1.23 \text{ und } \frac{H_J}{H_A} = \frac{3.74}{2.99} = 1.25$$

$$\frac{S_P}{S_A} = \frac{1.9032}{1.6088} = 1.18 \text{ und } \frac{H_P}{H_A} = \frac{3.6}{2.99} = 1.20.$$

Die entsprechenden Verhältnisse stimmen nahezu überein. Das führt zu dem Schluß:

Die Verhältnisse der Amplituden der halbtägigen Luftdruckschwankung und der Horizontalintensität des Erdmagnetismus an entsprechenden, verhältnismäßig reichlich mit Beobachtungen bedachten Stellen stimmen überein.

Die Eintrittszeit des Maximums.

Außer der Amplitude der Schwankung ist für jedes 5°-Feld noch die Eintrittszeit des Maximums des Luftdrucks berechnet worden, was mit der harmonischen Analyse leicht möglich ist. Im allgemeinen zeigt sich, daß das Maximum wenige Minuten vor 10^h eintritt. Für manche Felder ergibt die Berechnung, daß das Maximum erst einige Minuten nach 10^h eintritt. Da im allgemeinen für jedes Feld nur 15 Tage zur Berechnung herangezogen sind, so ist damit nicht etwa eine typische Eigenschaft des betreffenden Gebietes festgelegt. Größere Abweichungen ergaben sich für kein Feld. Alle berechneten Eintrittszeiten lagen nahe bei 10^h. Um die durchschnittliche Eintrittszeit festzustellen, sind alle Felder mit mindestens 10 Tagen vereinigt. So ergibt sich:

	Eintrittszeit des Maximums	Anzahl der Tage
Atlantischer Ozean	$9^h\ 58^{min}$	1534
Indischer Ozean . .	$9^h\ 51^{min}$	1181
Pazifischer Ozean .	$9^h\ 48^{min}$	2288
Ozean zwischen 20° N und 20° S	$9^h\ 52^{min}$	5003
Atlantischer Ozean 0° bis 10° N 20° bis 30° W	$9^h\ 54^{min}$	4159

Diese Ergebnisse stimmen mit dem, was über die Eintrittszeit des Maximums bekannt ist, gut überein.

II. Die jährliche und mehrjährige Veränderlichkeit der Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung.

Im vorigen Teil ergab sich eine gewisse Übereinstimmung der geographischen Verteilung der Amplitude mit der Horizontalintensität. Nachdem so überhaupt erst einmal auf den Erdmagnetismus hingewiesen ist, drängt es sich unwillkürlich auf, weitere Schlüsse zu ziehen. Die halbtägige Schwankung des Luftdrucks hat unabhängig von den irdischen Jahreszeiten 2 Maxima (zur Zeit der Äquinoktien) und 2 Minima (zur Zeit der Solstitien), die also nur vom Stand der Erde zur Sonne abhängen. Dieselben Maxima und Minima weisen gewisse Erscheinungen auf, die mit dem Erdmagnetismus in engem Zusammenhang stehen, nämlich; die mittlere tägliche Variation der Deklinationsnadel und die Häufigkeit der Nord- und Südlichter. Die Polarlichter haben außerdem noch eine 11-jährige Periode, die mit der Sonnenfleckenperiode zusammenfällt. Es entsteht nun die Frage: Zeigt auch die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung im Laufe verschiedener Jahre Änderungen, und laufen diese parallel mit denen der Relativzahlen der Sonnenflecken?

Auf diese Konsequenzen hat mich Herr Professor Krümmel hingewiesen und mich so veranlaßt, in der Veränderlichkeit der Amplitude nach der Sonnenfleckenperiode zu suchen.

Nimmt man an, daß die doppelte Oszillation der Atmosphäre innerhalb 24 Stunden lediglich durch die Absorption der von der Sonne kommenden Wärmestrahlen in den obersten Luftschichten verursacht wird, so ist es ebenfalls von großem Interesse zu wissen, ob sich der Einfluß der Sonnenfleckenperiode geltend macht. Durch diese Überlegung wurde Herr Professor Hann bereits vor Jahren veranlaßt, in der Veränderlichkeit der Amplitude nach der Sonnenfleckenperiode zu suchen[1]). Hann hat 16 Jahre (1866 bis 1882) der Beobachtungen zu Batavia verarbeitet. Eine periodische Variation der Barometerschwankung, insbesondere die Sonnenfleckenperiode, ergab sich nicht.

Aus Beobachtungen zu Prag und München hat Hornstein[2]) eine längere 70-jährige Periode in der Variation der Amplitude gefunden, die mit einer gleichen Periode der Sonnenflecken zusammenfällt. Die 11-jährige Periode war nicht vorhanden.

Hier soll mit rein ozeanischem Material noch einmal versucht werden, die Variation der Amplitude festzustellen.

An und für sich wäre es am ratsamsten gewesen, ein Gebiet auszuwählen, in dem die Luftdruckschwankung an und für sich groß ist. Andererseits muß aber auch verlangt werden, daß dieses Gebiet reichlich mit Beobachtungen bedacht ist. Daher wurde das schon mehrfach erwähnte 10°-Feld 0° bis 10° N-Br., 20° bis 30° W-Lg. des Atlantischen Ozeans für die Untersuchungen dieses zweiten Teiles ausgewählt. Im ganzen wurden 4159 Tage aus den Tagebüchern von Segelschiffen der Jahre 1891 bis 1908 verarbeitet. Manches Tagebuch, das Unregelmäßigkeiten aufwies, mußte unbenutzt aus der Hand gelegt werden. Ob die übrigen Tagebücher wirklich brauchbare Beobachtungen enthalten, kann der Sammler nicht entscheiden. Die Masse der Beobachtungen muß etwa noch vorhandene Unregelmäßigkeiten ausscheiden. Verteilt man die benutzten 4159 Tage auf die 18 Jahre (bzw. 216 Monate), denen sie angehören, so ist klar, daß das Material für die Beantwortung der gestellten Frage nicht als allzu reichlich angesehen werden darf, zumal es sich nur um eine kleine Variation der Amplitude handelt.

Die Tage wurden nach Jahren und Monaten geordnet. Wäre das Material ganz einwandsfrei gewesen, so hätte die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung innerhalb jedes Jahres die bekannte Periode zeigen müssen. (Maxima: März und Oktober, Minima: Januar und Juli). Das tat sie nicht. Die Periode war vielmehr immer nur andeutungsweise zu erkennen. Das ist nichts Überraschendes, wenn man bedenkt, daß auf jedes Jahr durchschnittlich nur

[1]) Bemerkung zur täglichen Oszillation des Barometers. Wiener Sitzbr. 1886, Bd. 93, II. Abt.
[2]) Wiener Sitzber., Bd. 65, 10. Mai 1872.

240 Beobachtungsreihen, auf jeden Monat aber nur deren 20 kommen. In Wirklichkeit ist die Verteilung der Tage aber eine ganz unregelmäßige. Auf manche Monate entfällt eine große Anzahl (über 50), andere weisen gar keine oder sehr wenige auf. Die Frage der durchschnittlichen Veränderlichkeit der Amplitude innerhalb eines Jahres läßt sich nur beantworten, wenn man alle Beobachtungen der Jahre 1891 bis 1908, die demselben Monat angehören, vereinigt. So ergibt sich folgende Tabelle, in der zum Vergleich entsprechende Zahlen von Hann gegeben sind[1]).

Monat	Amplitude	Eintritt des Maximums	Anzahl der Tage	Amplitude nach Hann
Januar	0.7917 ★	9h 47min	200	0.900 ✶
Februar . . .	0.8481	9« 48 «	310	0.936
März	0.8613 •	9« 54 «	368	0.963 •
April	0.8440	9« 56 «	482	0.934
Mai	0.7933	10« 1 «	476	0.852
Juni	0.7468	10« 3 «	327	0.773
Juli	0.6633 ✶	10« 2 «	251	0.761 ★
August	0.7479	9« 54 «	210	0.823
September . . .	0.7689	9« 54 «	335	0.907
Oktober . . .	0.8204	9« 49 «	456	0.949 •
November . . .	0.8535 •	9« 50 «	450	0.935
Dezember . . .	0.8422	9« 47 «	294	0.902

Fig. 4.

Nach Schiffsbeobachtungen im Atlantischen Ozean.

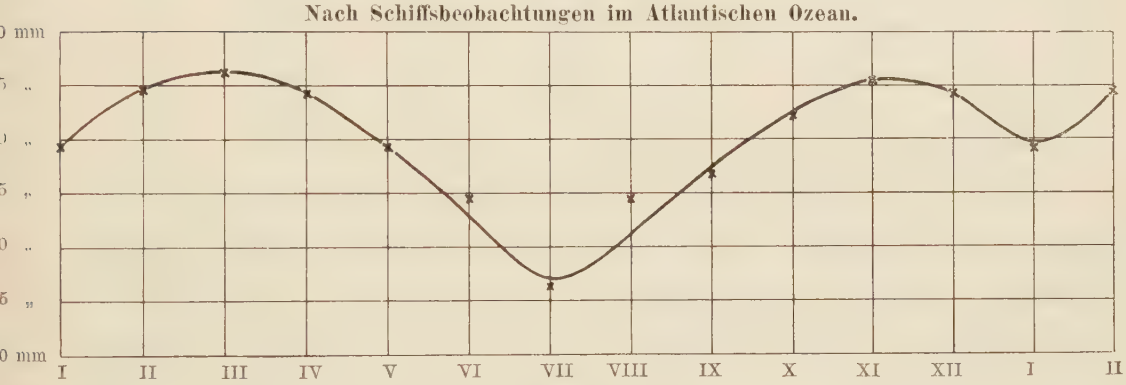
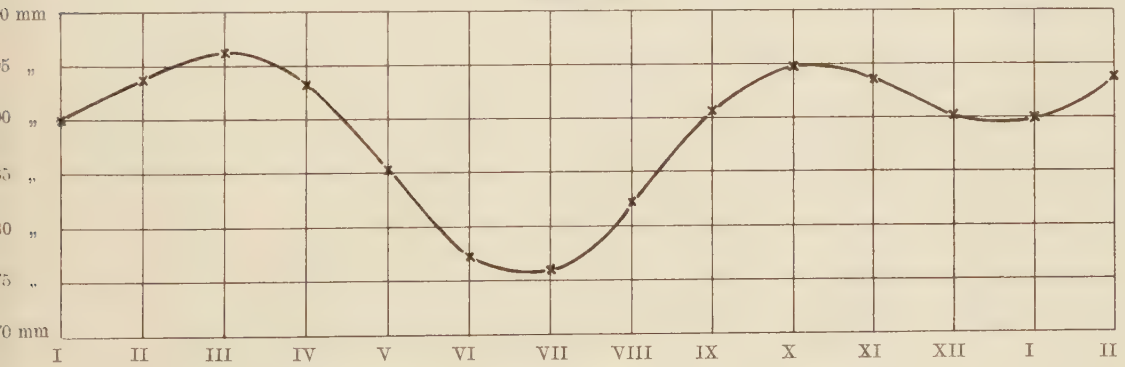


Fig. 5.

Nach Hann.



Die beiden Tabellen und Kurven (Fig. 4 und 5) zeigen gute Übereinstimmung. Das Hauptmaximum liegt beidemal im März, das Hauptminimum im Juli. Der Unterschied der Amplituden in beiden Monaten beträgt etwa 0.2 mm,

[1]) Weitere Untersuchung über die tägliche Oszillation des Barometers. Wiener Denkschr. 1892, Bd. 59, S. 344.

in der Gesamtschwankung also 0.4 mm. (Wie oben erwähnt wurde, ist auf diesen Unterschied bei der Materialsammlung für den ersten Teil dieser Arbeit keine Rücksicht genommen. Daraus erklären sich manche Unregelmäßigkeiten, die die Karte der geographischen Verteilung der Amplitude aufweist.) Die beiden anderen extremen Werte haben einen bedeutend kleineren Abstand voneinander (etwa 0.05 mm, in der Gesamtschwankung 0.1 mm). Die Schiffsbeobachtungen zeigen das 2. Maximum im November statt Oktober. Das 2. Minimum fällt bei beiden Kurven auf den Januar. Übereinstimmend ergibt sich, daß die Schwankung im Perihel überhaupt größer ist als im Aphel. Damit zeigt sich wieder, daß die Größe der Schwankung nur von der Stellung der Erde zur Sonne, nicht aber von den irdischen Jahreszeiten abhängt. Indem hier etwas Bekanntes bestätigt wird, ist gleichzeitig die Brauchbarkeit der Schiffsbeobachtungen für den zweiten Teil dieser Arbeit erwiesen. Es kann nun daran gegangen werden, die Variation der Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung innerhalb der Jahre 1891 bis 1908 zu untersuchen. Vereinigt man alle Beobachtungen eines Jahres, um daraus eine durchschnittliche Amplitude zu berechnen, so erhält man folgende Werte.

Jahr	Amplitude	Eintritt des Maximums	Anzahl der Tage	Jahr	Amplitude	Eintritt des Maximums	Anzahl der Tage
1891	0.8108	10h 5min	195	1900	0.7647	9h 53min	302
1892	0.8172	9« 56 «	198	1901	0.7919	9« 52 «	317
1893	0.8105	9« 56 «	178	1902	0.8176	9« 54 «	292
1894	0.8053	9« 47 «	161	1903	0.8009	9« 54 «	252
1895	0.7787	9« 52 «	210	1904	0.8166	9« 50 «	222
1896	0.8192	9« 51 «	216	1905	0.7870	9« 57 «	268
1897	0.8171	9« 57 «	161	1906	0.7863	9« 50 «	259
1898	0.8342	9« 55 «	204	1907	0.8175	9« 55 «	237
1899	0.8068	9« 58 «	213	1908	0.8019	9« 52 «	274

Eine periodische Variation der Amplitude läßt sich daraus nicht ablesen. Das ist nicht überraschend, wenn man bedenkt, daß die Beobachtungen nicht in allen Jahren gleichmäßig verteilt sind. Manches Jahr enthält die meisten Beobachtungen während des Perihels, ein anderes im Aphel. Welche Unterschiede sich dadurch ergeben können, haben wir gerade gesehen. Die jährliche Periode kann also sehr wohl eine kleine mehrjährige Periode verdecken.

Die Amplitude wurde deshalb für jeden Monat jedes Jahres gesondert berechnet. Eine mehrjährige Periode muß sich aus dem Vergleich derselben Monate verschiedener Jahre ergeben. Dabei müssen von vornherein die Monate ausgeschieden werden, die zu wenig Beobachtungen haben. Eine gewisse Exaktheit muß für die Beantwortung der vorliegenden Frage verlangt werden, da es sich um eine kleine Variation der Größe der Schwankung handelt. Darum sind nur Monate mit mindestens 30 Beobachtungsreihen berücksichtigt. Da nun auf jeden Monat, wie bereits oben bemerkt wurde, durchschnittlich nur 20 Beobachtungsreihen kommen, bleiben nur wenige Monate mit mindestens 30 Beobachtungsreihen übrig. Am günstigsten stehen in dieser Hinsicht die Monate Februar, März, Mai und November. Die Amplituden für die in Frage kommenden Monate sind in folgenden Tabellen aufgeführt:

Februar

Jahr	Amplitude	Tage
1901	0.8098	36
1905	0.8821	34
1907	0.8855	33

März

Jahr	Amplitude	Tage
1898	0.9017	37
1900	0.7703	43
1901	0.8103	27
1902	0.8838	27
1903	0.9609	32
1908	9.8529	26

Mai			November		
Jahr	Amplitude	Tage	Jahr	Amplitude	Tage
1891	0.7144	31	1893	0.8781	39
1893	0.7658	29	1894	0.8714	30
1895	0.8067	41	1895	0.8453	28
1897	0.8300	28	1896	0.8284	33
1899	0.7314	35	1902	0.8811	28
1900	0.7771	37	1904	0.8776	53
1902	0.8171	75	1907	0.8277	29
1903	0.8002	26	1908	0.8230	50

Trägt man die Werte der Amplituden in Koordinatensysteme ein, so ergeben sich für die betreffenden Monatskurven nur wenig Anhaltspunkte, wie die graphischen Darstellungen (Tafel 2) zeigen. In der Tabelle auf Seite 9 liegen die Werte der Amplitude für Februar und März nahe beieinander (0.8481 mm und 0.8613 mm). Es liegt daher nahe, die Beobachtungen beider Monate miteinander zu vereinigen. So ergeben sich für eine Kurve, die die Variation der Amplitude innerhalb der Jahre 1891—1908 darstellen soll, bedeutend mehr Anhaltspunkte.

Vereinigung der Beobachtungen von Februar und März			Vereinigung der Beobachtungen von Februar und März		
Jahr	Amplitude	Tage	Jahr	Amplitude	Tage
1892	0.9233	32	1902	0.8337	48
1896	0.9116	37	1903	0.9327	52
1897	0.8420	33	1904	0.8931	32
1898	0.9009	50	1905	0.8968	39
1899	0.7975	34	1906	0.8743	20
1900	0.7769	61	1907	0.8936	41
1901	0.8077	63	1908	0.8396	45

Vergleicht man die Kurven bzw. Kurvenstücke miteinander, so sind folgende Schlüsse gestattet:

Im Jahre 1900 zeigt die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung ein deutlich ausgeprägtes Minimum. Die Kurven weisen auf ein zweites, nach 1908 gelegenes Minimum hin. Von diesen Stellen aus wächst die Amplitude zu einem gegen1905 gelegenen Maximum. Auch vor 1900 zeigt die Amplitude größere Werte. Ein zweites Maximum liegt vielleicht in den Jahren 1893 oder 1894. (In der letzten Kurve, die durch Vereinigung der Beobachtungen der Monate Februar und März entstanden ist, beträgt die Differenz zwischen Wellenberg und -tal etwa 0.14 mm.) Dieselben Maxima und Minima haben die Relativzahlen der Sonnenflecken.

Aus Schiffsbeobachtungen des zentralen Atlantischen Ozeans scheint sich zu ergeben, daß die Amplitude der halbtägigen Luftdruckschwankung innerhalb der Jahre 1891 bis 1908 eine periodische Variation besaß. Die Periode fällt mit der Sonnenfleckenperiode zusammen.

Die vorliegende Arbeit will keinen neuen Erklärungsversuch für die halbtägige Oszillation des Luftdrucks anstellen. Sie begnügt sich damit, die auf Grund von Schiffsbeobachtungen gewonnenen Ergebnisse auszusprechen und damit auf einige interessante Eigenschaften der halbtägigen Luftdruckschwankung hinzuweisen.

Lebenslauf.

Ich, Paul Eduard Henckell, evangelisch-reformierter Konfession, Hamburger Staatsangehöriger, bin am 25. Januar 1887 als Sohn des Lombardverwalters J. J. Henckell und dessen Ehefrau Anna, geb. Müller, zu Hamburg geboren. Ich besuchte von Michaelis 1893 bis Michaelis 1902 die Realschule in St. Pauli zu Hamburg, dann die Oberrealschule vor dem Holstentore zu Hamburg, die ich Michaelis 1905 mit dem Zeugnis der Reife verließ. Zum Studium der Mathematik und Naturwissenschaften bezog ich Michaelis 1905 die Universität Jena. Michaelis 1906 ging ich nach München, und von Michaelis 1907 an betrieb ich meine Studien an der Universität Kiel. Hier bestand ich am 18. März 1908 das Turnlehrerexamen und am 12. März 1910 die Prüfung für Kandidaten des höheren Lehramtes. Von Ostern 1910 bis Ostern 1912 war ich in Hamburg als Kandidat an den Oberrealschulen vor dem Holstentore und in Eimsbüttel beschäftigt. Am 1. April 1912 bin ich als Einjährig-Freiwilliger in das 12. Königl. Sächs. Inf. Regt. Nr. 177 in Dresden eingetreten. Das Examen rigorosum bestand ich am 12. Juni 1912 in Marburg.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren: Binswanger, Bitterauf, Dieterici, Dinger, Döhlemann, v. Drygalski, Eucken, Graetz, Hahn, Haußner, Heffter, v. Heigel, Krümmel, Landsberg, Lindemann, Martius, Mühlau, Dr. Perron, Pochhammer, Rau, Dr. Reich, Dr. v. Reichenbach, Dr. Stoy, Thomae, Voll, Voß, Walther, Weber, Dr. Wegemann, Winkelmann †.

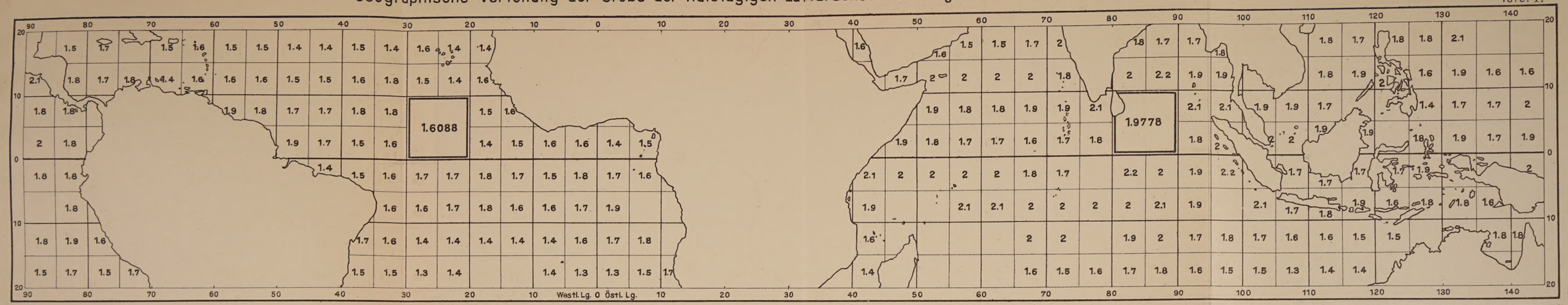
Allen meinen verehrten Lehrern bin ich zu großem Dank verpflichtet, ganz besonders Herrn Geheimrat Professor Dr. Krümmel für die Anregung zu dieser Arbeit und für die erteilten Ratschläge.

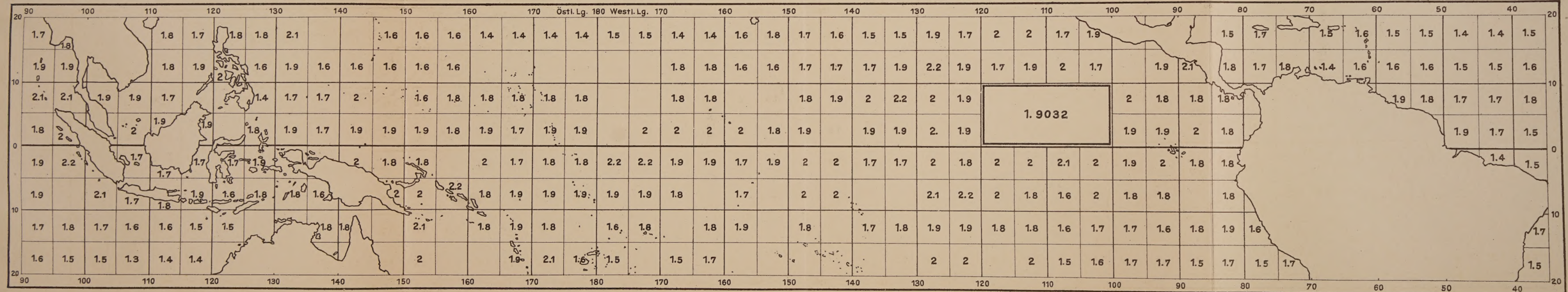
Der Deutschen Seewarte in Hamburg, die mir bereitwilligst das Material zu der vorliegenden Abhandlung zur Verfügung stellte, insbesondere Herrn Professor Dr. Herrmann, Herrn Dr. Brennecke, sowie den Herren der Abteilung I der Seewarte möchte ich an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Zu Paul Henckell:

Geographische Verteilung der Größe der halbtägigen Luftdruckschwankung über den tropischen Ozeanen.

Tafel I.



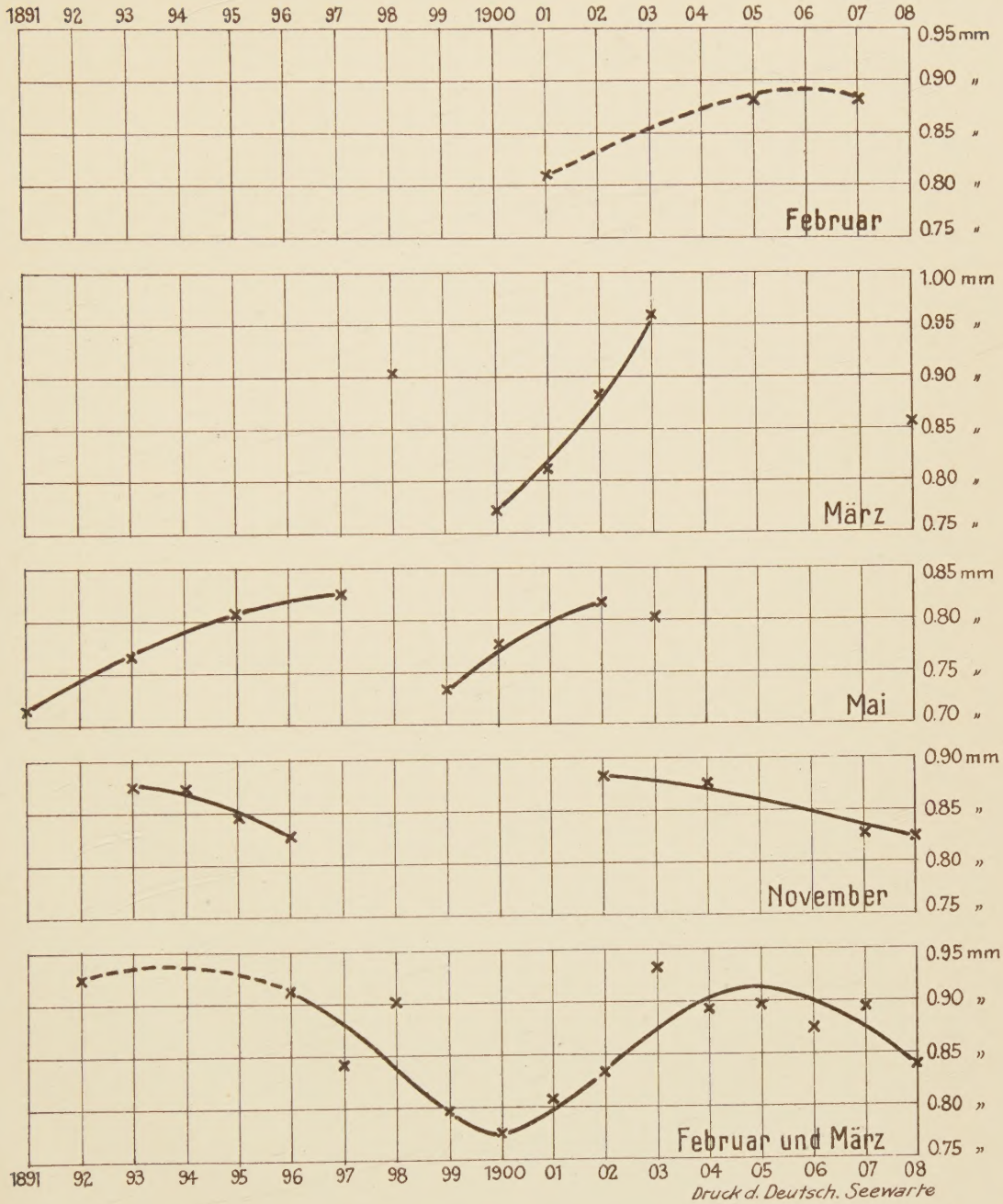


Druck der Deutschen Seewarte, Hamburg.

Zu Paul Henckell:

Die halbtägige Oszillation des Luftdrucks über den tropischen Ozeanen.

Tafel II.



Druck d. Deutsch. Seewarte